

Научные статьи

УДК 552.181 (576.66)

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТНОМ, РЕДКОЭЛЕМЕНТНОМ И ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ ПРОЯВЛЕНИЙ ВУЛКАНИЗМА В ВЕРХОВЬЯХ Р. КИХЧИК — КРАЕВОЙ ФЛАНГ МИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

© 2016 Колосков А.В.¹, Коваленко Д.В.², Ананьев В.В.¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН 683006 Петропавловск-Камчатский;
e-mail: kolosav@kscnet.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
11901 Москва; e-mail: Dmitry@igem.ru

Представлены новые геологические и изотопно-геохимические материалы по составу пород в верховьях р. Кихчик, крайнего СЗ фрагмента миоцен-плиоценового вулканического пояса Центральной Камчатки. Получены первые возрастные характеристики (К-Аг методом): 9.8 и 9.1 млн лет для комплекса пород Кечева и 8.3 и 7.8 млн лет для конусов Аопчи. Новые возрастные и аналитические материалы позволяют существенно дополнить наши представления о составе пород этого вулканического пояса и начале вулканической деятельности. Здесь выявлены комплексы пород, как полностью идентичные близ расположенным проявлениям вулканизма — Кечева, так и аномальных по своему обогащению Rb, Pb, Ba, Zr, Hf, Nb, U, Th и радиогенным Sr — комплексы Аопчи, Кабанихи, прибрежных конусов. Происхождение этих аномальных вулканитов, вероятно, связано с частичным плавлением мантийного источника, близкого к шпинелевому перидотиту, метасоматически проработанного процессами, которые могут быть связаны как с дегидратацией субдуцирующей океанической плиты, так и с влиянием Центрально-Камчатского астеносферного диапира.

Ключевые слова: Кихчик, Центральная Камчатка, возрастные характеристики, вулканический пояс, петрология.

ВВЕДЕНИЕ

Исследованный район располагается в междуречье верховьев рек Лев. Кихчик и Пуконка. На геологической карте масштаба 1:100 000 (Сляднев и др., 2006) в этом районе показаны три выхода андезибазальтов Кечевского плиоценового вулканического комплекса, который перекрывает отложения миоценовых осадочных пород Ильинской, Эталонской и Эрмановской свит. Район интересен тем, что представляет крайний СЗ фланг миоцен-плиоценового вулканического пояса Центральной Камчатки, относительно мало изученного, который может явиться некоторым реперным фрагментом при рассмотрении продольной и поперечной зональ-

ности проявления миоценового вулканизма на всей Камчатке. Поэтому дальнейшее изложение материала будет проведено на основе сравнения данных по вещественному составу изученного района и материалов по вулканическим массивам Уксичан (Антипин и др., 1987; Давыдова, 2014), Ичинский (Волынец и др., 1995; Churikova et al., 2001) и Белоголовский (Флеров и др., 2014, 2015). Первые два представляют часть миоцен-плиоценового пояса Центральной Камчатки, а третий — ее плиоценовую тыловую зону.

Важным представляется также вопрос принадлежности изученных вулканитов к определенному геохимическому типу, поскольку в составе базальтов Ичинского центра выделяются как обычный островодужный, так и внутриплит-

ный геохимические типы (Волюнец и др., 1995; Churikova et al., 2001). Внутриплитный компонент был выделен также в составе позднеплиоценовой трахибазальт-трахиандезибазальтовой серии Белоголовского массива (Флеров и др., 2014, 2015). В то же время, плиоценовые базальтоиды массива Уксичан относятся только к островодужному типу (Давыдова, 2014).

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

Авторы в течение трех полевых сезонов (2009–2011 гг.) проводили геологические полевые работы в верховьях р. Кихчик. В результате этих работ был собран обширный каменный материал, петрографический, минералогический и изотопно-геохимический анализ которого и явился основой настоящей публикации. Получены новые возрастные датировки (табл. 1). Анализы петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов (табл. 2) выполнены в Аналитическом центре Дальневосточного геологического института ДВО РАН. Содержания SiO_2 и п.п.п. определены методом гравиметрии, остальных петрогенных элементов — методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-6500. Ряд рассеянных элементов определен рентгенофлуоресцентным методом на автоматическом спектрометре S4Pioneer, а содержания РЗЭ — методом ICP-MS на приборе Agilent 7500с. При выполнении элементного анализа ICP-MS и ICP-AES для разложения проб использовался метод сплавления с метаборатом лития (LiBO_2) в соотношении навеска: плавление 1:3. Величина относительного отклонения при определении микроэлементов не превышала 10 %.

Кроме того, часть анализов (табл. 2, № 9 и табл. 3) была сделана в Институте геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН и в Байкальском аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН. Концентрации микроэлементов в пробах получены методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS). Измерения проводились на масс-спектрометре с магнитным сектором ELEMENT 2 (Finnigan MAT, Germany) с двойной фокусировкой и регистрацией сигнала в трех разрешениях: низкое (LR)-300, среднее

(MR)-4000 и высокое (HR)-10000 М/ΔМ. Анализ проводили при стандартных операционных условиях. Правильность определения концентраций микроэлементов и дрейф прибора контролировались по международным стандартным образцам базальтов (BHVO-1 и BHVO-2) и андезитов (AGV-1 и AGV-2) через каждые 5–6 проб.

Изучение изотопных отношений стронция и свинца (табл. 3) было сделано в специализированной лаборатории центра изотопных исследований Всероссийского научно-исследовательского геологического института методом TIMS — термо-эмиссионной масс-спектрометрией. Изотопный состав свинца измерялся на твердофазном масс-спектрометре TRITON (Thermo) (Бремен, Германия) в одноленточном варианте сборки источника в статическом многоколлекторном режиме регистрации. Измерялись ионные токи изотопов свинца 204, 206, 207 и 208. Каждое измерение состояло из 50 блоков по 10 сканов при электрическом токе на Re ленте испарителя 2.2–2.3 ампер и температуре 1300°C. Перед началом и в конце измерения серии изучаемых проб производился замер изотопного стандарта свинца NIST 981 (навеска стандарта при этом подбирается в соответствии со средним количеством выделенного свинца пробы). Корректировка на текущее приборное масс-фракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9374$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4916$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7219$). Средняя точность анализов соответствовала (2σ) приведена в табл. 3.

Определение содержания радиогенного аргона проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ar ; определение калия — методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использовались константы: $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}$ год $^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}$ год $^{-1}$, $40\text{K} = 0.01167$ (ат.%).

Состав минералов определялся с помощью рентгеноспектрального микроанализатора «САМЕВАХ» в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (с обычной точностью анализа — для макрокомпонентов около 0.1% и для малых содержаний — около 10%).

Таблица 1. Возрастные определения пород р-на Кихчик

№/пп	1	2	3	4
№ обр.	К-08/1-10	К-07-10	К-04-10	К-05-10
Возраст (млн лет)	7.8 ± 2	8.3 ± 3	9.8 ± 3	9.1 ± 3
Объект	Аопча, конус	Аопча, конус	Кечева, поток	Кечева, поток
Порода	андезибазальт	андезибазальт	базальт	базальт

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

Таблица 2. Силикатный (вес. %) и редкоэлементный (г/т) состав пород Кихчика

№/пп комплекс	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Аопча	Аопча	Аопча	Аопча	Аопча	Аопча	Прирепные конусы			Кечева	Кечева	Кабаниха	Кабаниха
обр.	08/1-09	К-08-09	К-11-09	К-01-11	05-11	К-07-10	К-06-10	К-09-10	ПП-3670	К-04-10	К-05-10	07-11	К-03-11
SiO ₂	54.38	53.77	55.68	53.37	54.67	56.36	60.10	57.92	54.94	48.62	48.49	62.15	56.59
TiO ₂	1.06	1.08	0.79	1.06	0.96	1.00	0.66	0.72	0.95	1.28	1.26	0.68	1.10
Al ₂ O ₃	17.62	17.66	18.06	17.29	17.36	18.79	17.29	18.51	16.88	15.59	15.36	16.82	18.03
Fe ₂ O ₃	3.09	3.65	3.78	3.71	4.72	3.50	3.23	3.94	7.98	5.77	6.22	1.61	2.00
FeO	5.83	5.09	3.94	5.09	3.15	3.51	2.68	2.86	0.00	6.70	5.42	4.61	5.16
MnO	0.17	0.16	0.15	0.16	0.14	0.12	0.13	0.10	0.18	0.17	0.16	0.12	0.13
MgO	3.29	3.37	2.93	3.47	3.17	1.59	2.11	1.53	2.60	5.92	5.47	1.44	2.92
CaO	7.34	7.42	6.66	7.49	7.55	6.35	5.30	6.17	7.33	9.75	10.82	4.62	6.06
Na ₂ O	3.02	3.24	3.18	3.16	3.60	3.62	3.63	3.44	3.70	2.43	2.39	3.51	3.07
K ₂ O	2.55	2.35	2.02	2.29	2.79	2.62	2.73	2.48	2.50	1.79	1.87	3.02	2.33
P ₂ O ₅	0.50	0.50	0.51	0.47	0.44	0.45	0.31	0.29	0.46	0.35	0.33	0.24	0.23
H ₂ O-	0.30	0.85	1.07	1.16	0.63	0.74	0.49	1.12	—	0.92	1.22	0.24	0.78
ППП	1.01	0.63	1.17	0.81	0.39	0.84	1.02	0.50	2.43	0.57	0.88	1.05	1.51
Σ	100.14	99.77	99.93	99.52	99.56	99.50	99.67	99.58	99.96	99.86	99.88	100.10	99.93
K	2.12	1.96	1.68	1.91	2.33	2.18	2.27	2.07	2.09	1.49	1.56	2.51	1.94
Ti	0.63	0.65	0.47	0.63	0.57	0.60	0.39	0.43	0.57	0.76	0.75	0.41	0.66
Li	8.25	10.66	8.51	11.03	13.42	11.17	8.15	10.84	—	9.20	5.32	13.56	7.99
Be	1.15	1.07	1.14	1.13	1.60	1.48	1.66	1.10	1.74	0.69	0.64	1.20	0.94
Sc	19.25	19.31	13.85	19.43	19.39	16.45	10.89	15.26	17.21	41.30	44.37	11.40	21.43
V	260.81	264.10	158.05	270.54	261.01	131.88	136.17	93.11	237.22	416.34	409.27	74.61	193.44
Cr	20.40	12.60	8.56	8.28	25.11	8.93	32.00	6.52	27.03	47.87	80.03	13.19	20.84
Co	15.56	15.65	13.37	15.10	17.74	10.51	10.87	8.22	19.51	34.12	34.17	7.15	12.49
Ni	6.79	4.89	3.33	4.99	7.57	3.29	12.43	2.23	14.38	12.00	12.92	3.29	5.00
Cu	38.21	27.05	12.20	18.15	65.08	16.04	24.43	15.27	41.25	42.67	43.04	18.90	21.25
Zn	88.90	109.40	85.80	86.80	79.00	84.50	84.70	77.50	90.18	93.10	91.80	106.10	85.50
Ga	22.83	22.30	20.98	22.00	21.08	24.28	21.51	22.98	21.98	19.08	18.41	21.63	22.04
Rb	73.08	53.75	38.76	51.24	74.95	70.61	79.88	55.27	63.03	35.90	38.03	77.06	51.55
Sr	738.70	732.30	704.30	697.10	957.90	674.10	718.40	609.00	1028.25	603.10	605.20	498.60	544.90
Y	25.47	24.63	20.25	24.16	23.97	29.97	19.88	26.72	25.72	22.14	20.91	22.58	20.02
Zr	190.41	180.30	156.72	179.69	186.40	193.19	85.15	185.95	139.45	88.14	84.95	188.03	171.99
Nb	6.18	5.87	6.22	5.76	4.97	7.33	6.94	6.23	6.29	3.26	3.02	6.66	6.96
Mo	1.82	1.51	0.87	1.45	0.90	1.21	1.58	1.18	—	0.68	0.72	1.36	1.10
Cd	0.19	0.14	0.20	0.20	0.19	0.21	0.10	0.18	—	0.11	0.14	0.18	0.13
Sn	1.22	1.11	0.75	1.31	1.23	1.20	0.91	0.98	1.34	0.94	0.79	1.19	0.97

Таблица 2. Продолжение

№/гип комплекс	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
обр.	Аопча 08/1-09	Аопча К-08-09	Аопча К-11-09	Аопча К-01-11	Аопча 05-11	Аопча К-07-10	Приречные конусы		ПП-3670	Кечева К-04-10	Кечева К-05-10	Кабаниха 07-11	Кабаниха К-03-11
Cs	1.91	0.88	0.74	0.65	1.02	1.10	1.54	1.07	2.23	0.50	0.40	1.88	1.35
Ba	969.20	961.40	874.70	925.70	933.30	887.00	1153.00	901.00	1105.46	504.50	494.50	936.10	854.50
La	27.03	25.70	23.22	25.30	28.08	27.19	30.82	25.45	27.29	12.57	11.83	29.23	19.57
Ce	64.39	62.70	53.93	62.61	70.23	67.63	69.59	60.60	67.10	31.69	30.39	69.60	48.11
Pr	8.21	7.88	6.47	7.80	9.21	8.41	8.35	7.26	8.78	4.72	4.51	7.99	5.57
Nd	34.18	31.88	25.99	32.12	37.94	34.97	32.03	30.17	37.54	20.92	20.08	31.64	23.47
Sm	6.97	6.64	5.11	6.51	7.52	7.25	6.01	6.29	7.78	5.11	4.84	6.08	4.92
Eu	1.89	1.98	1.69	1.93	2.29	2.02	1.86	1.94	2.35	1.61	1.59	1.88	2.00
Gd	6.11	6.12	5.04	6.19	6.89	6.52	5.22	6.08	6.51	5.45	5.35	6.29	5.40
Tb	0.93	0.89	0.73	0.88	0.92	1.04	0.74	0.91	0.92	0.81	0.74	0.80	0.68
Dy	5.16	4.89	4.10	4.79	4.91	5.91	3.92	5.17	4.89	4.54	4.29	4.35	4.03
Ho	1.01	0.95	0.81	0.95	0.96	1.19	0.77	1.02	0.91	0.90	0.84	0.87	0.79
Er	2.92	2.88	2.29	2.76	2.62	3.53	2.21	3.03	2.50	2.55	2.40	2.51	2.30
Tm	0.40	0.40	0.32	0.38	0.37	0.52	0.31	0.43	0.36	0.35	0.33	0.35	0.35
Yb	2.73	2.54	2.21	2.55	2.36	3.30	2.00	2.76	2.32	2.32	2.13	2.47	2.19
Lu	0.40	0.40	0.33	0.37	0.36	0.53	0.30	0.42	0.34	0.33	0.31	0.38	0.33
Hf	4.87	4.71	3.75	4.61	4.40	4.73	2.37	4.55	3.83	2.40	2.33	4.73	4.36
Ta	0.34	0.33	0.33	0.31	0.28	0.38	0.37	0.33	0.37	0.17	0.17	0.39	0.37
W	0.63	0.54	0.30	0.37	0.44	0.36	0.61	0.37	9.42	0.23	0.25	0.45	0.30
Tl	0.23	0.23	0.20	0.27	0.33	0.28	0.47	0.26	—	0.08	0.06	0.40	0.27
Pb	8.91	8.43	7.75	7.97	6.17	8.46	8.80	7.84	7.11	3.06	3.08	12.00	8.95
Th	4.97	4.60	2.95	4.45	3.49	4.31	3.29	4.50	4.18	1.32	1.28	6.93	4.66
U	1.43	1.33	0.93	1.34	1.78	1.25	1.04	1.11	1.50	0.43	0.42	1.36	1.04

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СОСТАВ ПОРОД РАЙОНА р. КИХЧИК

В составе пород исследованного района выделяются: серии осадочных образований фундамента и комплексы вулканических пород: Аопча и приречных конусов, Кечева и Кабаниха (рис. 1). Фундамент имеет плохую обнаженность. Удалось изучить только два обнажения. Одно из них было встречено в верховьях р. Сумжумец (рис. 1, точка наблюдения 06–11). Здесь по левому борту реки в обрывах террасы мощностью около 80–100 м обнажается слоистая флишеидная толща серых и бурых аргиллитов и алевролитов, полого падающих в СВ направлении. Так как среди осадочных свит района известна только одна, включающая подобный тип отложений, вся восточная часть фундамента отнесена нами к Ильинской свите миоценового возраста. Второе обнажение фундамента было изучено в СЗ части района (рис. 1, точка наблюдения 05–10). Здесь горизонт грубообломочной брекчии пироксеновых базальтов (глыбы до 50–60 см) с цементом из туфопесчаников и туфоаргиллитов мощностью около 2 м, перекрыт толщей аргиллитов и алевролитов, мощностью 1–1.5 м, которая сменяется лавобрекчией и потоком пироксеновых базальтов комплекса Кечева. Поскольку осадочно-вулканогенная толща непосредственно подстилает образования Кечевского вулканического комплекса, вся западная часть фундамента условно была отнесена к самой верхней Эрмановской свите.

Проявления самого Кечевского комплекса представлены в пределах одноименного массива западной части района (рис. 1). Это отдельные выходы потоков лав и пирокластики. В нижних горизонтах они сложены плотными серыми густопорфировыми оливин-пироксеновыми базальтами, а выше — пористыми темносерыми андезибазальтами с содержанием вкрапленников пироксена и плагиоклаза до 15–20%. Общая мощность выходов комплекса оценивается порядка 400–450 м. Этот комплекс оказался несколько древнее ранее принятых значений (плиоцен) — 9.1–9.8 млн лет (табл. 1).

Образования комплекса Кабаниха выделены в пределах одноименного массива в западной части района (рис. 1). Отдельные выходы лав и пирокластики в нижних горизонтах представлены субафировыми андезибазальтами и андезитами, иногда микродиоритами, а выше — серыми порфировыми существенно плагиоклазовыми или пироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и андезитами. Общая мощность выходов составляет около 500 м. Возраст комплекса, скорее всего, такой же, как предыдущего — миоценовый, по крайней мере, древнее пород комплекса Аопчи.

Таблица 3. Силикатный (вес. %) состав пород Кихчика

№/пп комплекс	1 Аопча	2 Приречные конусы	3	4	5 Кечева	6 Кечева	7 Кечева	8 Кечева	9 Кечева	10 Кечева	11 Кечева	12 Кечева	13 Кечева	14 Кечева	15 Кечева
обр.	М-10-4	09-10	3671	3672	3669	3673	3674	3675	3676	3677	11-12	08-10-1	К-02-10	М-10-3	М-10-1
SiO ₂	52.00	62.60	54.35	59.27	53.34	53.84	54.16	57.45	57.41	55.02	52.90	53.80	59.40	62.10	56.90
TiO ₂	1.19	0.59	0.93	0.68	1.06	1.11	1.08	0.84	0.84	0.97	0.95	1.03	0.96	0.64	1.22
Al ₂ O ₃	17.30	15.80	16.78	17.61	17.15	18.12	18.25	19.32	19.17	18.52	16.90	16.80	16.50	16.50	16.10
Fe ₂ O ₃	3.23	2.47	8.06	6.55	9.13	9.44	9.37	7.12	6.94	9.25	5.04	4.86	1.73	2.74	2.66
FeO	7.05	2.88	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.64	4.02	6.00	2.73	6.59
MnO	0.17	0.11	0.21	0.12	0.19	0.17	0.17	0.12	0.12	0.17	0.16	0.17	0.13	0.22	0.15
MgO	3.92	1.68	2.57	2.12	3.50	3.37	3.25	1.65	1.57	3.48	3.12	2.91	1.80	1.91	2.59
CaO	9.14	5.62	7.29	5.60	7.81	7.25	7.17	6.15	6.20	7.12	7.75	7.92	5.72	5.06	6.79
Na ₂ O	2.80	3.28	3.86	3.84	3.23	3.43	3.38	3.60	3.44	3.34	3.65	3.31	3.35	3.39	3.19
K ₂ O	2.04	2.96	2.45	2.86	2.23	2.50	2.41	2.56	2.58	1.90	2.35	2.28	2.71	2.93	2.38
P ₂ O ₅	0.32	0.33	0.45	0.35	0.81	0.49	0.51	0.36	0.72	0.34	0.67	0.53	0.31	0.32	0.35
nnn	1.43	1.52	3.09	0.96	1.28	0.38	0.36	0.85	0.76	0.07	2.47	1.87	1.16	1.66	1.36
Σ	100.59	99.85	100.04	99.95	99.73	100.09	100.10	100.01	99.74	100.04	99.60	99.51	99.77	100.21	100.28

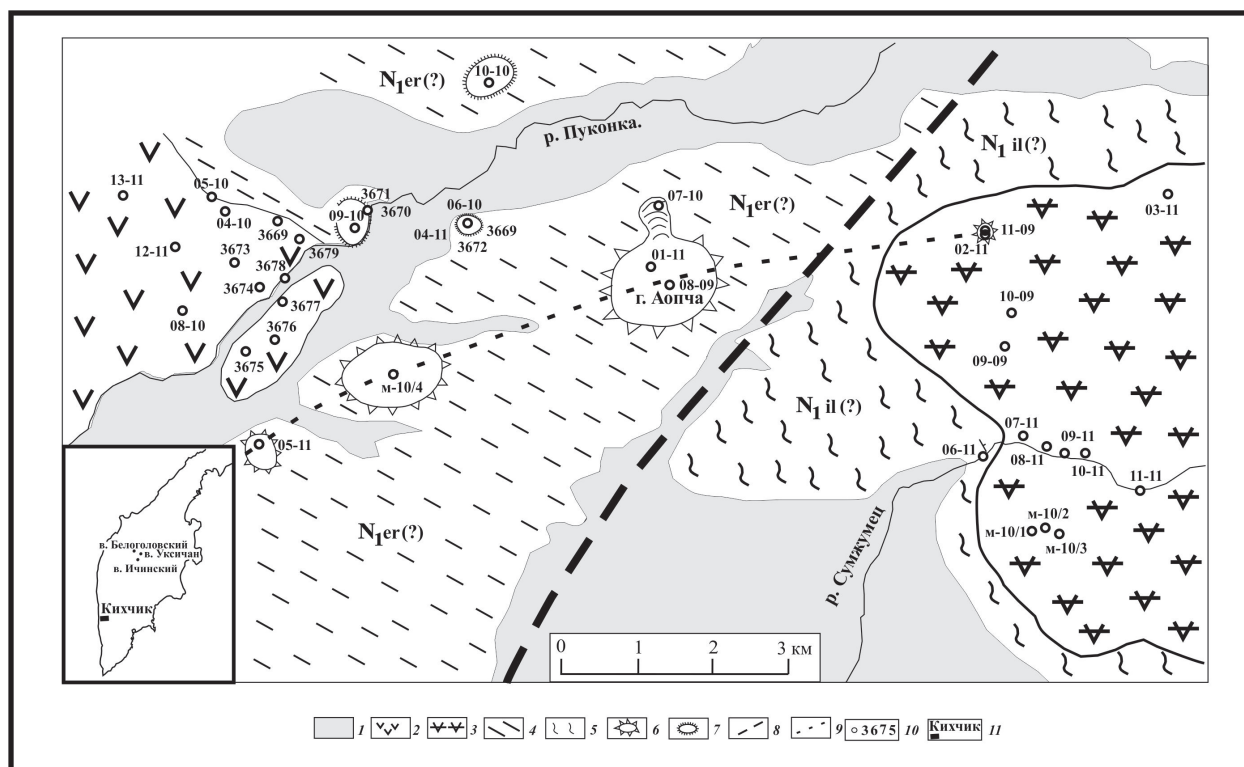


Рис. 1. Геологическая карта района верховьев р. Кихчик: 1 — четвертичные преимущественно аллювиально-пролювиальные отложения; 2 — комплекс пород Кечева N_1 возраста; 3 — комплекс Кабанихи N_1 возраста; 4–5 — породы вулканогенно-осадочного фундамента: 4 — Эрмановской ($N_{1\text{er}}(?)$) и 5 — Ильинской ($N_{1\text{il}}(?)$) свит; 6 — комплекс конусов Аопчи; 7 — комплекс приречных конусов; 8–9 — разломы: 8 — установленные и 9 — предполагаемые; 10 — точки наблюдения; 11 — местоположение изученного объекта.

Кроме двух крупных вулканических массивов на изученной территории располагается также несколько вулканических конусов. По особенностям составов и структурному положению они были разделены на две группы. Конусы северной части района составляют приречный комплекс. Они невысокие — не более 60–100 м, с диаметром в основании не более 300–500 м. Конусы по правому борту р. Пуконка сложены пористыми пироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами, а левобережный конус представлен порфировыми пироксен-плагиоклазовыми андезитами-андезидацитами и содержит одиночные вкрапленники и субфенокристаллы амфибола и биотита, а также гомеогенные срастания плагиоклаза и пироксена размером 2–3 см. Возраст этих конусов, скорее всего, также миоценовый.

Интересную структурную приуроченность имеют конусы центральной части района, которые мы объединяем в качестве общего комплекса Аопча по названию крупной горы-останца их проявления (рис. 1). Они располагаются по дуге, которая одним своим краем рассекает массив Кабаниху. Они крупнее первой группы — высота самого большого около 500 м (диаметр в основании порядка 1 км), остальных 100–150 м при диаметре от 300 м до 1 км. Большой конус сопровождается своим небольшим потоком, вытекавшим на север от его подножия. Этот

комплекс имеет однообразное строение — это плотные черные афировые и субафировые двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты, при одном анализе базальта. В одном из конусов был встречен амфибол (обр. 11-09).

Оливин — обычный минерал вкрапленников и субфенокристаллов базальтов комплекса Кечева, субфенокристаллов и крупных микролитов андезибазальтов конусов Аопчи. Для первогосостав основной массы кристаллов отвечает Fo_{57-67} , хотя в некоторых ядрах возрастает до Fo_{81} , а в краевых зонах опускается до Fo_{50} (рис. 2). В андезибазальтах второго массива можно выделить четыре генерации этого минерала со значениями: Fo_{89-90} ; Fo_{81-83} ; Fo_{65-66} и Fo_{53-57} . Оливины первой генерации были встречены в виде единичных крупных (до 0.5 мм) зерен и отличаются повышенным содержанием NiO (рис. 2a). Иногда они содержат включения Cr-Al шпинели ($Cr_2O_3 = 14-18\%$; $Al_2O_3 = 14-22\%$). При близкой магнезиальности оливины Кечева чуть более кальциевые (рис. 2б), чем в породах Аопчи, но менее марганцовистые (рис. 2в).

Пироксены наиболее распространены во всех типах пород. Клинопироксены имеют близкий компонентный состав — диоксидов-железистых авгитов (рис. 3a). Ядра вкрапленников и субфенокристаллов более магнезиальны в породах Кечева и Аопчи ($Mg\# = 75-92$), чем в таких же

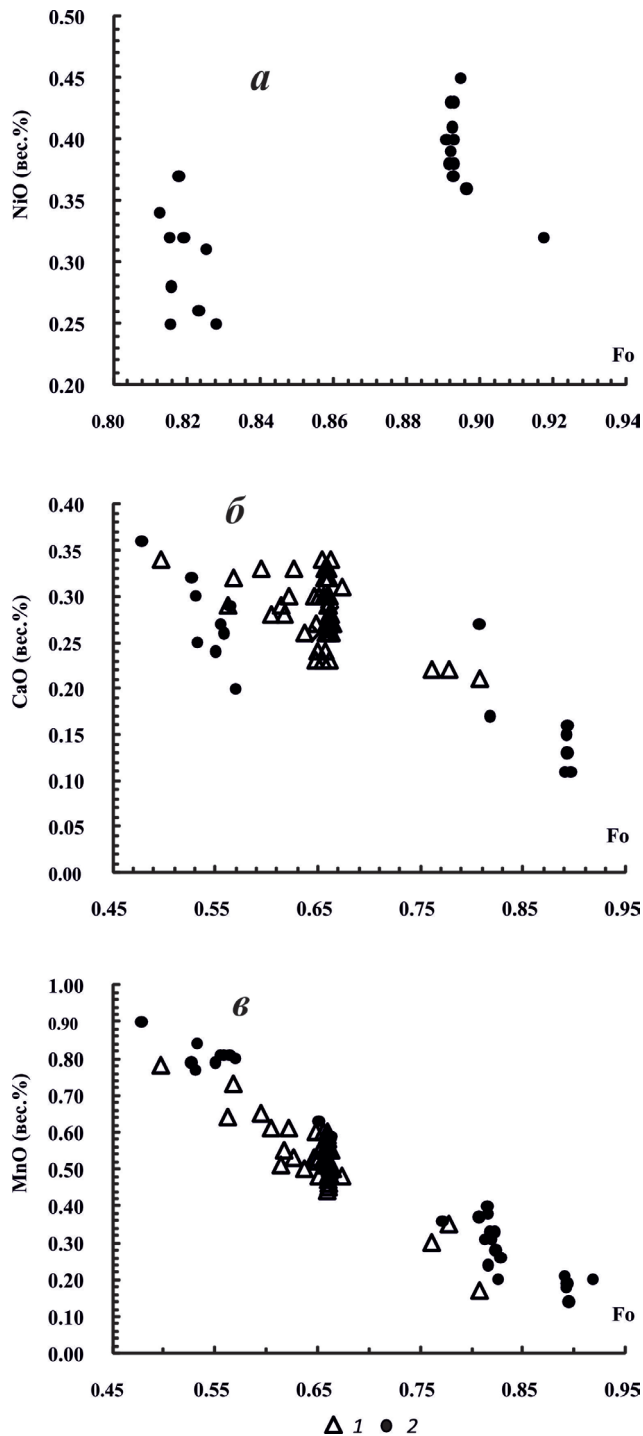


Рис. 2. Соотношение NiO-Fo (а), CaO-Fo (б), MnO-Fo (в) в оливинах вулканических комплексов Кихчика: 1–2 — вулканические комплексы: 1 — Кечева; 2 — Аопча.

генерациях из вулканитов прибрежных конусов ($Mg\# = 65-75$). При близкой магнезиальности клинопироксены первой группы отличаются большими содержаниями Cr_2O_3 (рис. 3в) и TiO_2 (рис. 3з). Ортопироксены в виде мелких зерен были встречены только в андезибазальтах конусов Аопчи с широким диапазоном вариации составов: от энстатитов ($Mg\# = 92$) до феррогиперстенов ($Mg\# = 45$). По двупироксеновому

геотермометру (Mori, Green, 1978) были получены температуры кристаллизации одной из пар ($Mg\# = 82-83$): $T^\circ C = 1186-1193$. Близкие значения дает использования геотермометра Л.Л. Перчука (Перчук, 1977): $T^\circ C = 1165$.

Интересно, что сходная по высокой магнезиальности генерация оливинов клино- и ортопироксенов была встречена в виде относительно крупных выделений в одном и том же образце из андезибазальтов Аопчи (рис. 2, 3). Эта генерация является явно неравновесной по отношению к не очень магнезиальным составам вмещающей пород. По всей вероятности, это разрушенный ксенолит перидотитового состава.

Плагииоклазы — также распространены во всех типах пород. При этом состав ядер этого минерала более основной (до An_{88}) в базальтах Кечева и не превышает значений An_{59-68} в андезибазальтах Аопчи и приречных конусов. Совместно с мелкими зернами плагииоклаза в базальтах Кечева встречены также отдельные зерна ортоклаза, а в одном из андезибазальтов из прибрежных конусов — ортоклаза и анортотлаза.

Амфиболы состава магнезиальных гастингситов (по (Leake, 1997)) были встречены в прибрежных конусах (обр. 3670 и 3672), где он присутствует совместно с биотитом, и в одном из конусов Аопчи (обр. К-11-09). Для первых, с использованием модели (Ridolfi, 2010), установлены следующие параметры образования: $T^\circ C = 914-1029$; $P(kb) = 5.3-6.0$; $\Delta NNO = -0.5 \pm 0.9$; $H_2O = 4.5-7.5$ вес.%. Для амфиболов Аопчи по той же модели: $T^\circ C = 996-1005$; $P(kb) = 3.4-9$; $\Delta NNO = -1.0 \pm 0.9$; $H_2O = 6.2-6.7$ вес.%.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Составы пород Кихчика мало дифференцированы (табл. 2, 3). В основном это базальт-андезибазальтовая ассоциация. При этом обособляются низкоглиноземистые, но с повышенным содержанием TiO_2 и MgO трахибазальты Кечева, с одной стороны, и породы Кабанихи и приречных конусов, дающие тренд дифференциации от андезибазальтов до андезидацитов.

По соотношению $SiO_2-Na_2O+K_2O$ точки составов кихчикских вулканитов образуют единый ряд, занимающий пограничную область между трахибазальт-трахиандезитовой и андезибазальт-андезидацитовой сериями (рис. 4а). При этом повышенной основностью и щелочностью характеризуются породы Кечева, а противоположными характеристиками — вулканиты Кабанихи и приречных конусов. По соотношению SiO_2-K_2O породы Кечева относятся к субщелочной серии, а все остальные составы попадают в поле высококальциевой известково-щелочной серии (рис. 4б). При этом породы

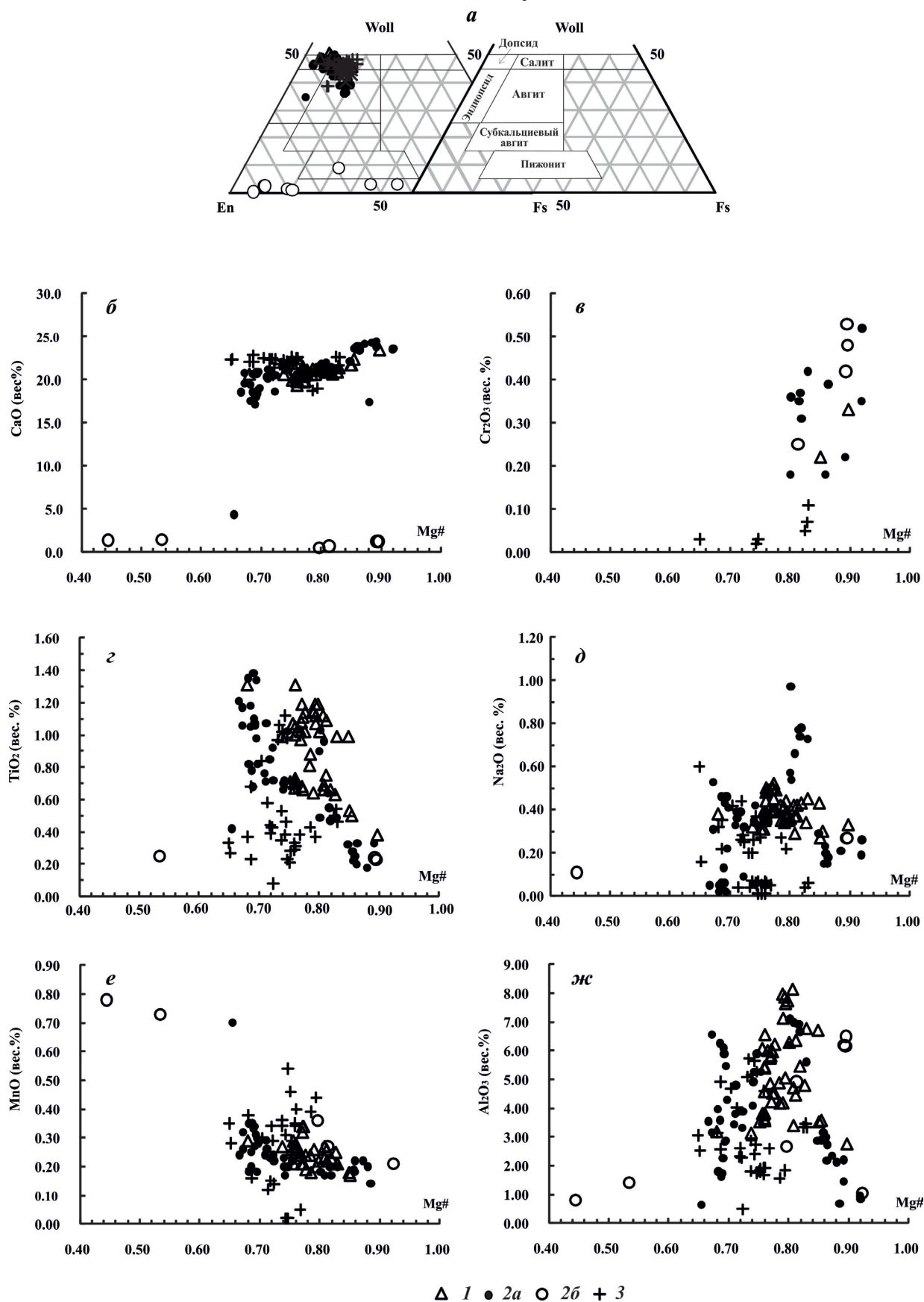


Рис. 3. Соотношение En-Woll-Fs (a); CaO-Mg# (б); Cr₂O₃-Mg# (в); TiO₂-Mg# (з); Na₂O-Mg# (д); MnO-Mg# (е); Al₂O₃-Mg# (ж) в пироксенах вулканических комплексов Кичика. 1–3 — вулканические комплексы: 1 — Кечева; 2a — Аопча (клинопироксены); 2б — Аопча (ортопироксены); 3 — приречных конусов. Mg# = Mg/Mg+Fe.

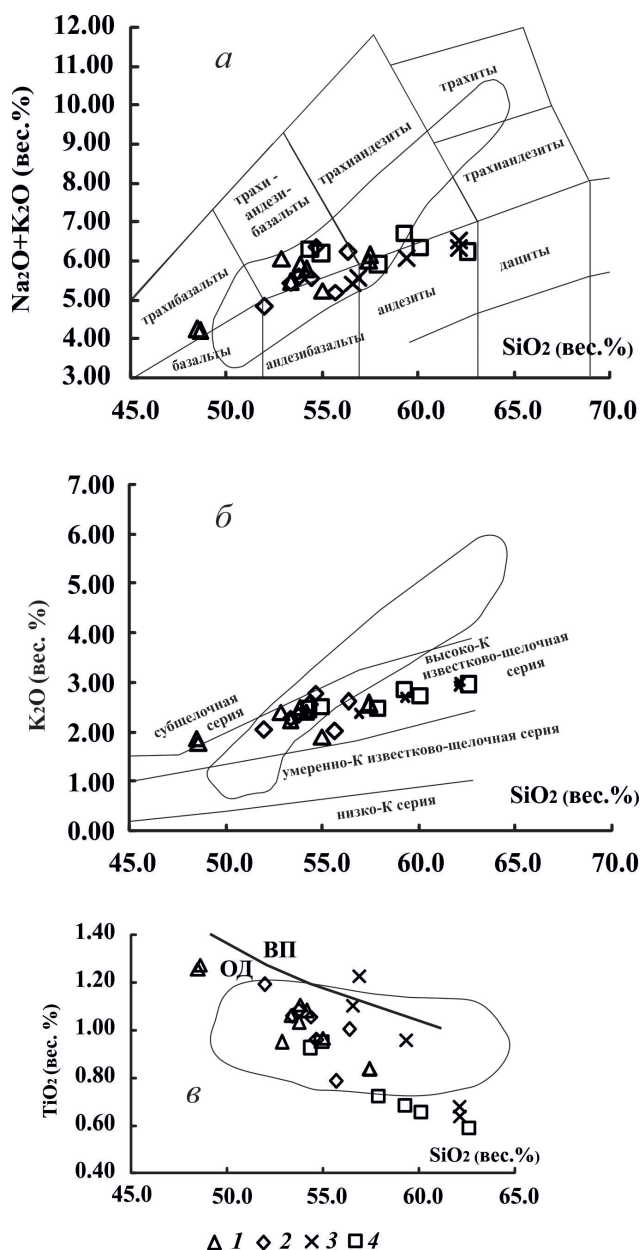


Рис. 4. Соотношение $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – SiO_2 (а), K_2O – SiO_2 (б), TiO_2 – SiO_2 (г) в породах вулканических комплексов Кихчика: 1–4 — вулканические комплексы: 1 — Кечева; 2 — Аопчи; 3 — Кабанихи; 4 — приречных конусов. Выделено поле составов массива Уксичан по (Давыдова, 2014). Дискриминантные диаграммы по (Петрографический кодекс..., 2009; Recerillo, Taylor, 1976). Линия, разделяющая поля островодужного (од) и внутриплитного (вп) типов вулканитов по (Колосков и др., 2015).

массива Уксичан характеризуются большей степенью накопления калиевой щелочности при переходе от базальтов к более кремнеземистым разностям пород, когда они попадают в поле трахитов. В то время как щелочной тренд Кихчика более выположенный.

На диаграмме SiO_2 – TiO_2 (рис. 4г), повышенными содержаниями титана характеризуются базальты Кечева и андезитобазальты Кабанихи,

которые дают резкий тренд понижения титанистости в сторону андезидацитов. Приречные конуса образуют такой же тренд, но при меньших концентрациях TiO_2 . Практически все точки пород Кихчика лежат ниже разграничительной линии пород разных типов, то есть по своей титанистости рассматриваемые составы относятся к обычному островодужному типу.

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА

Спектры составов для различных комплексов однообразны (рис. 5). Они характеризуются существенным обогащением крупноионными литофилами (особенно Ba) и легкими редкоземельными элементами (La, Ce) относительно высоkozарядных и тяжелых редкоземельных элементов. Кроме того, на всех диаграммах наблюдается глубокий Nb–Ta минимум (то же для Ti) и максимум по Pb и K, признаки, присущие островодужным (надсубдукционным) вулканитам. Отсутствие каких-либо отклонений по Eu свидетельствует, вероятно, о малом участии плагиоклаз в процессах фракционирования и незначительном влиянии активности кислорода на коэффициент распределения этого элемента в расплаве (в соответствии с представлениями (Drake, Weil, 1975), согласно (Мартынов, 2010)).

Поскольку концентрации многих элементов определяются содержанием K в породах, посмотрим, как это будет выглядеть на диаграммах (рис. 6) при сравнении их с данными по породам базальт–андезитобазальтового состава районов Уксичан, Ичинский и Белоголовский (рис. 1, вставка). В целом кихчинские составы (за исключением Кечева) обогащены K, занимая крайние наиболее щелочные части полей этих районов. Также они низкомagneзиальны. При близкой калиевой щелочности большинство составов Кихчика (за исключением Кечева) обогащены Rb, Ba, Th и частично U и Pb. Интересно выглядят соотношения Ti–K и Nb–K. Здесь для массивов Белоголовский и Ичинский выделяются две области с повышенными (для образований внутриплитного типа) и пониженными (для островодужных вулканитов) концентрациями Nb и Ti. При этом точки составов для массивов Уксичан и Кихчика располагаются только в поле островодужных вулканитов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Прежде всего, зададимся вопросом — относятся ли разные по основности вулканические комплексы: Кечева–Аопча–Кабаниха–приречные конусы к единому эволюционному ряду или это проявления, связанные с различными исход-

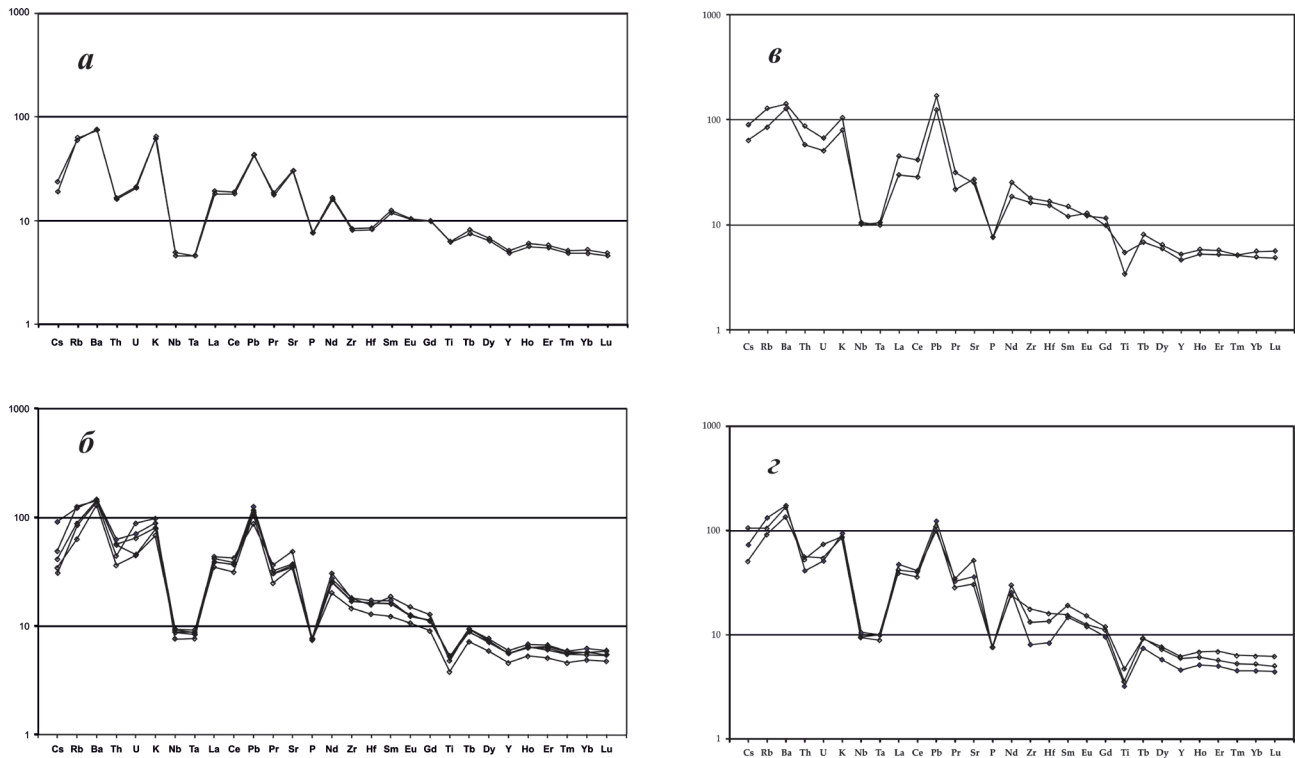


Рис. 5. Диаграммы концентраций несовместимых элементов, нормированных к примитивной мантии (McDonough, Sun, 1989), для пород вулканических комплексов Кихчика: *а–г* — вулканические комплексы: *а* — Кечева; *б* — Аопчи; *в* — Кабанихи; *г* — приречных конусов.

ными расплавами. Во-первых, породы Аопчи, а возможно и приречных конусов несколько моложе. Во-вторых, практически по всем геохимическим характеристикам породы Кечева сходны с базальтами Уксичана и Ичинскими, тогда как три остальных комплекса: Аопча, Кабаниха и приречных конусов (объединим эту триаду аббревиатурой АКАП) частично или полностью выходят за рамки полей этих составов и по ряду элементов (Rb, Pb, Ba, Zr, Hf, Nb, U, Th) существенно обогащены по сравнению с базальтами Кечева (рис. 6). Кроме того они значительно менее магнезиальны и более калиевые (рис. 6). Поэтому, есть все основания рассматривать отдельно петрогенезис и условия образования для пород Кечева, с одной стороны, и АКАП, с другой. Более того, поскольку проявления этого первого комплекса во многом схожи с хорошо изученными составами островодужного типа базальтоидов Ичинского и Уксичанского массивов (Давыдова, 2014; Флеров и др., 2014, 2016) далее основное внимание будет уделено породам АКАП-образования, участвующим в едином процессе петрогенезиса.

Основными факторами, определяющими специфику составов вулканитов, являются: тип мантийного источника, степень его парциального плавления или флюидно-расплавного обогащения, кристаллизационная дифференциация, контаминация расплавов коровым материалом, участие погружающейся плиты (слэба).

Тип мантийного источника и его модернизация. Нет никакого сомнения, что представленные здесь вулканиты относятся к островодужному типу. Об этом свидетельствуют спайдерограммы (рис. 5), а также особенности редкоэлементного состава (рис. 6). В таком случае обычной петрологической моделью является плавление деплетированного источника мантийного клина, обогащенного как флюидо-, так и расплавомобильными компонентами за счет процессов дегидратации поддвигаемого слэба (Давыдова, 2014; Churikova et al., 2001; Dorendorf et al., 2000; Kepezhinskas et al., 1996 и др.). Особенностью рассматриваемых составов вулканитов Кихчика является их низкая магнезиальность и высокая кремнекислотность, особенно в породах АКАП. Это могло бы свидетельствовать о том, что мы имеем дело не с первичными, а уже в значительной степени эволюционировавшими расплавами. Однако, находки в андезибазальтах Кечева высокомагнезиальной ксеногенной фазы (мантийный ксенолит?) свидетельствует, скорее, о том, что мы имеем дело с первичными мантийными выплавками, геохимические характеристики которых свидетельствуют об особенностях состава и степени плавления мантийного источника. На Камчатке есть ряд «андезибазальтовых» вулканов (Ключевской, Безымянный, Шивелуч), которые также выносят мантийные ксенолиты (Ермаков и др. 1987; Колосков, 1999), то есть начинают свои тренды эволюции составов с

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

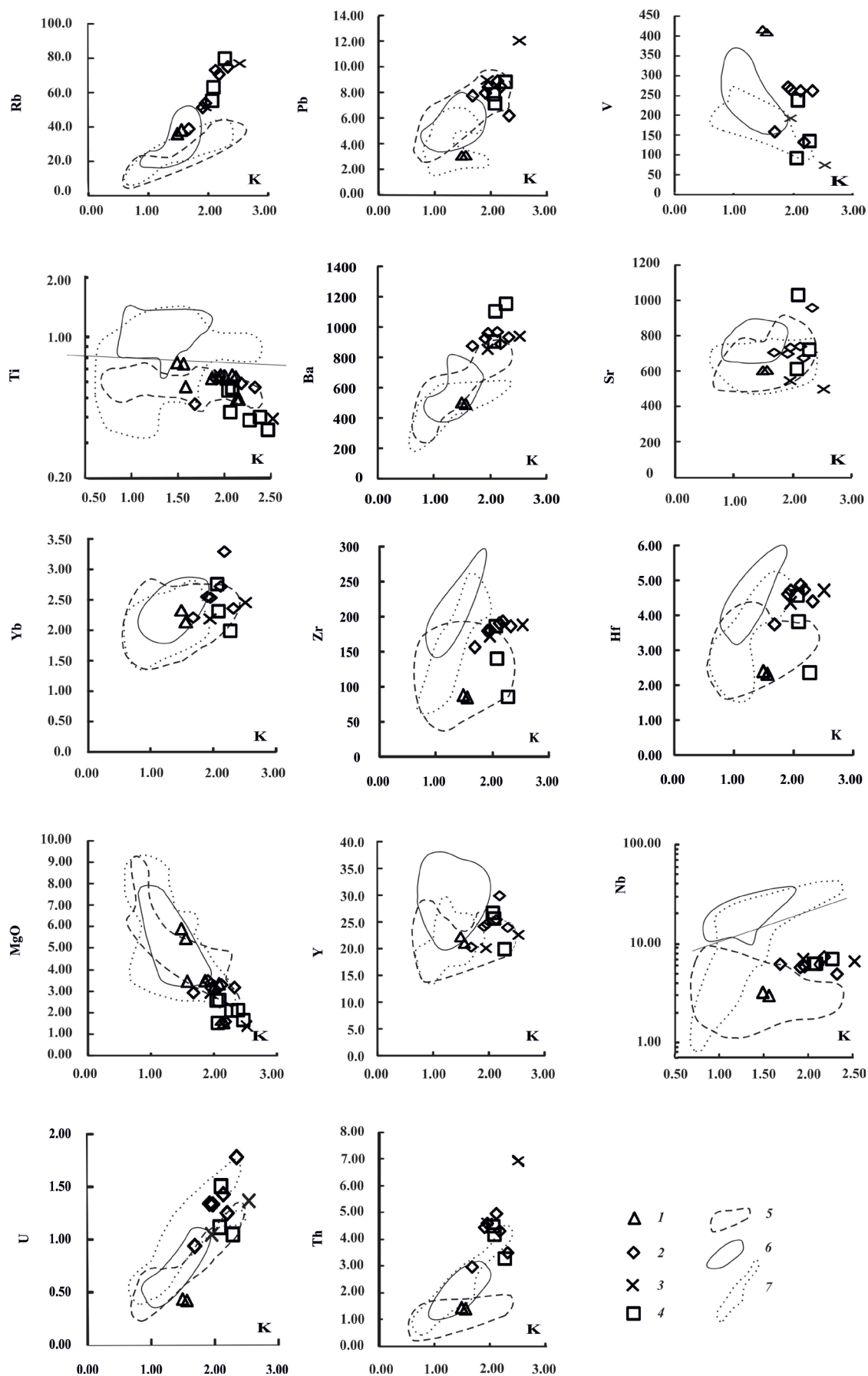


Рис. 6. Соотношение К — элементы в породах вулканических комплексов Кихчика: 1–4 — то же, что и на рис. 4; 5–7 — поля составов массивов: 5 — Уксичан, 6 — Белоголовского, 7 — Ичинского.

первичных мантийных выплавов. Причиной низкой основности ксенолитсодержащих вулканитов может быть либо специфический состав плавящегося субстрата в целом (коро-мантийная смесь), либо очень малая степень его плавления в условиях большой водонасыщенности. Анализ составов стекол в ксенолитах перидотитов из базанитов и щелочных оливиновых базальтов Вьетнама, образовавшихся при их фракционном плавлении ортопироксена при участии амфибола, показал, что они в среднем содержат от 56 до 59% SiO_2 и являются высококалиевыми — до 1.5–2% K_2O (Колосков, 1999). Эта стекловатая фаза обычно составляет не более 5% объемной массы породы.

Напомним, что во время кристаллизации амфиболов содержание воды в расплавах Аопчи доходило до 6.7 вес.%, а для прибрежных конусов — до 7.5 вес.%. Модели равновесного плавления гранатового и шпинелевого перидотитов представлены на рис. 7. Как показано на этих диаграммах, расплавы для пород Кихчика могли образоваться из шпинелевого перидотита в диапазоне значений частичных выплавов от 0.5 до 3% или от 1.5 до 10 % при относительной обогащенности (в первую очередь для пород АКАП) рядом элементов (рис. 7б, 7в). Какие это элементы? Ранее уже говорилось, что по ряду как флюидо-мобильных (K, Rb, Pb, Ba, U), так и расплаво-мобильных (Zr, Hf, Nb, Th) элементов породы АКАП обогащены относительно базальт-андезибазальтовых составов массивов Ичинский и Уксичан. Диаграмма рис. 7а также свидетельствует о существенном обогащении вулканитов АКАП церием. И все это, при том, что, по данным (Давыдова, 2014), плиоценовые лавы массива Уксичан образовались в результате плавления флогопит-содержащего мантийного источника, метасоматически переработанного в ходе процессов субдукции. Чем тогда вызвано дополнительное обогащение расплавов АКАП как флюидомобильными, так и расплаво-мобильными элементами? В работе М.Ю. Давыдовой (2014) в моделях петрогенезиса предполагается участие «астеносферных» окон, через которые происходил дополнительный привнос микрокомпонентов и взаимодействие мантийных доменов тихоокеанского и индоокеанского типов. Ситуация сходная и в отношении Кихчика. По соотношению изотопов Pb (табл. 4) здесь также можно предполагать участие индоокеанского домена. Кроме того породы одного из андезибазальтов Кабанихи (рис. 8; табл. 4, обр. 07–11) чрезвычайно обогащены радиогенным стронцием. По этому параметру они превосходят данные по всем четвертичным вулканитам Камчатки, но близки к миоценовым щелочным «плюмогенным» базальтодам Восточной Камчатки

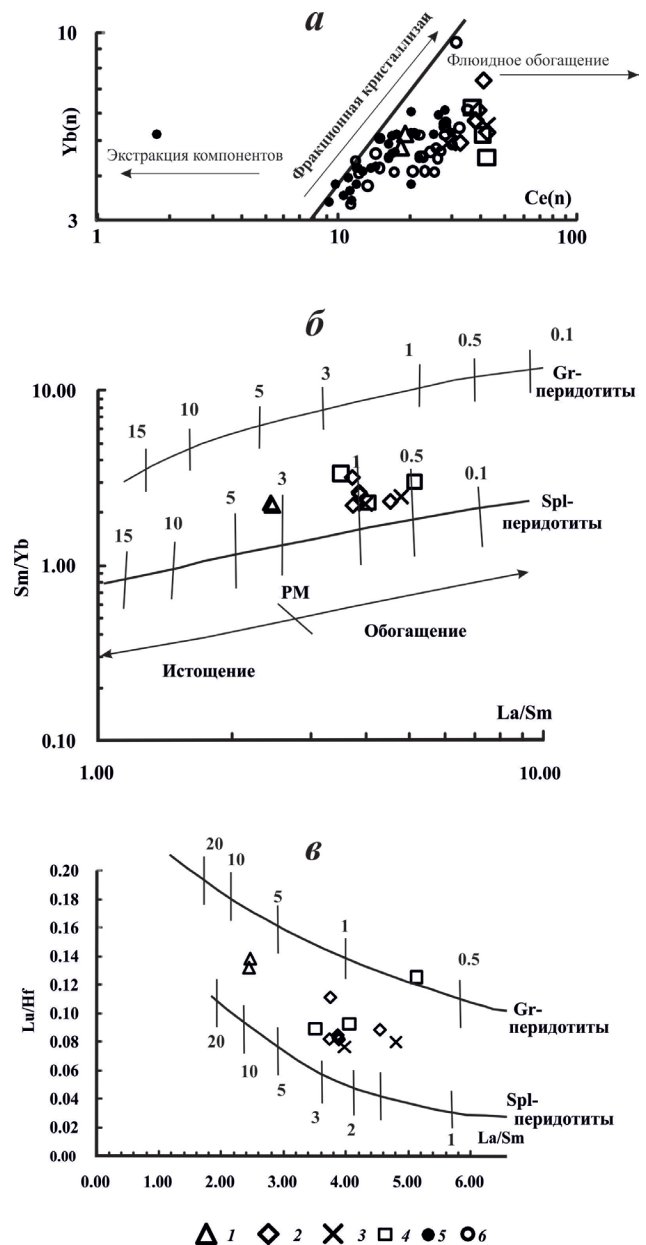


Рис. 7. Вариации Yb(n)-Ce(n) (а), Sm/Yb-La/Sm (б) и Lu/Hf- La/Sm (в) отношений в породах вулканических комплексов Кихчика: 1–4 — то же, что и на рис. 4; 5–6 — вулканы: Уксичан (5), Ичинский (6). На а линия фракционной кристаллизации проведена в соответствии с данными по породам Скергаардского интрузивного массива (McBirney, 2002). Yb(n) и Ce(n) — нормированы на их концентрации в пиrolите (McDonough, Sun, 1995). Дискриминантные диаграммы по (Школьник и др., 2009) для б и по (Regelousetal., 2003 для в.

(Волынец и др., 1997). Конечно, прямо говорить о «плюмогенной» природе вулканизма Кихчика нет основания (отсутствие пород внутриплитного типа), но влияние этого источника могло сказываться в виде привноса дополнительных компонентов, как это предполагается, например, в модели, представленной в работе (Marquez, DeIgnacio, 2002).

Таблица 4. Изотопный состав андезита комплекса Кабанихи

№ обр.	порода	m. g	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$	2 $\sigma\%$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 $\sigma\%$
07-11	андезит	0.21626	75.9	577	0.38037	0.546	0.70419	0.0007

Таблица 4. Продолжение

2 σ abs.	I 206Pb mV	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ abs.	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ abs.	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2 σ abs.
5E-06	17518	18.3543	0.0003	15.5346	0.0003	38.3613	0.001

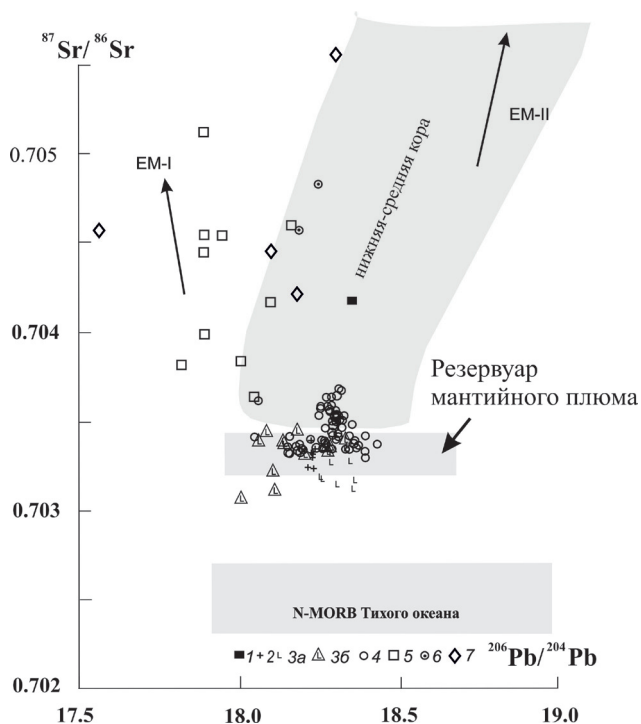


Рис. 8. Соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в андезибазальтах кабанихи и в породах других районов Камчатки: 1 — андезибазальты кабанихи; 2 — массив Уксичан по (Давыдова, 2014); 3 — Ичинский массив: вулканиты внутриплитного (а) и островодужного (б) типов по (Churikova et al., 2001); 4 — породы Центральной Камчатской депрессии по (Portnyagin et al., 2007); 5 — миоценовые вулканиты Восточной Камчатки по (Волынец и др. 1997); 6–7 — метаморфиды: Хавывенской возвышенности (6) и Ганальского хребта (7) по (Тарарин и др., 2010). Поля: Нижняя-средняя кора, по (Акинин и др., 2013), Резервуар мантийного плюма и N-MORB Тихого океана по (Колосков Хубуная, 2013). EM-I и EM-II — обогащенные мантийные компоненты по (Hoffman, 1997).

вносом вещества из континентальной коры или влиянием других выше разобранных факторов. Что касается непосредственного участия погружающейся плиты, то характер взаимоотношения тихоокеанского и индоокеанского доменом трудно учесть, ввиду ограниченности данных по изотопии свинца.

Фракционная дифференциация. Тренды эволюции составов пород АКАП при переходе от андезибазальтов к андезидацитам (рис. 4), а также обеднение при этом вулканитов Mg, Ca, Ni, Cr, V, но обогащение Rb, Ba, Th, U можно связать с некоторым эффектом фракционирования оливина и клинопироксена. Однако, как показано на рис. 7а, эффект этот небольшой. Значительное обеднение Sr андезибазальтов и андезитов Кабанихи можно было бы объяснить фракционированием плагиоклаза, но отсутствие Eu минимума и обогащенность тех же образцов Nb, Zr, Hf, скорее говорит о малой степени плавления соответствующего источника.

Контаминация расплавов коровым материалом, участие погружающейся плиты. В ходе процессов контаминации расплавов коровым материалом происходит обогащение их радиогенным Sr, SiO_2 , Ba, Th, U, легкими редкими землями (LREE), при незначительном увеличении содержаний Nb, Ta, Ti, тяжелых редкоземельных элементов (HREE). Подобные аномалии наблюдаются в составе пород АКАП, однако трудно сказать связаны ли они с дополнительным при-

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые возрастные и аналитические материалы позволяют существенно дополнить наши представления о составе Центрально-Камчатского вулканического пояса и о начале его вулканической деятельности. На крайнем СЗ фланге этого пояса выявлены позднемиоценовые комплексы пород, как полностью идентичные близ расположенным проявлениям плиоценового вулканизма — Кечева, так и аномально обогащенные Rb, Pb, Ba, Zr, Hf, Nb, U, Th и радиогенным Sr — комплексы Аопчи, Кабанихи, прибрежных конусов (АКАП). Происхождение этих аномальных вулканитов, вероятно, вызвано малой степенью фракционного плавления мантийного источника, близкого к шпинелевому перидотиту, метасоматически проработанного процессами, которые могут быть связаны как с дегидратацией субдуцирующей океанической плиты, так и с влиянием Центрально-Камчатского (Колосков и др. 2014) или Западно-Камчатского (Перепелов, 2014) астеносферного диапира или плюма.

Авторы выражают благодарность сотруднику института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН А.Б. Перепелову за помощь в проведении полевых работ и организации аналитических исследований.

Список литературы

- Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С.Б. и др.* Меловая нижняя кора континентальных окраин севера Пацифики: петролого-геохронологические данные по нижне-средне коровым ксенолитам // *Петрология*. 2013. Т. 21. № 1. С. 34–42.
- Антипин В.С., Волюнец О.Н., Перепелов А.Б. и др.* Геологические соотношения и геохимическая эволюция плиоцен-четвертичного известково-щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) / *Геохимия магматических пород современных и древних активных зон*. Новосибирск: Наука, 1987. С. 72–81.
- Волюнец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И. и др.* Изотопный состав стронция и кислорода позднекайнозойских К-На щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа, Камчатка // *Петрология*. 1995. Т. 3. № 2. С. 207–213.
- Волюнец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горинг М.* Изотопный состав позднеэоценовых К-На щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // *Геохимия*. 1997. № 10. С. 1005–1018.
- Давыдова М.Ю.* Происхождение и эволюция магм вулканического центра Уксичан (Срединный хребет Камчатки). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2014. 19 с.
- Ермаков В.А., Волюнец О.Н., Колосков А.В.* Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги и их значения для понимания петрогенезиса. *Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей* / Под ред. Богатикова О.А., Дмитриева Ю.И., Цветкова А.А. М.: Наука, 1987. С. 293–312.
- Колосков А.В.* Ультраосновные включения и вулканиды как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный Мир, 1999. 223 с.
- Колосков А.В., Хубуная С.А.* Новые данные по петрологии вулканических пород района Чичинаутзин: источники магматических расплавов и происхождение Трансмексиканского вулканического пояса // *Тихоокеанская геология*. 2013. Т. 32. № 4. С. 24–39.
- Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В.* Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях. Роль астеносферного диапиризма // *Тихоокеанская геология*. 2014. Т. 33. № 3. С. 3–13.
- Колосков А.В., Давыдова М.Ю., Избеков П.Э. и др.* Эволюция состава пород Новых Толбачинских вулканов в ходе извержения 2012–2013 гг. — мантийный контроль в формате «онлайн» // *Тихоокеанская геология*. 2015. Т. 34. № 5. С. 19–39.
- Мартынов Ю.А.* Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 228 с.
- Перепелов А.Б.* Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 41 с.
- Перчук Л.Л.* Усовершенствование двупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // *ДАН*. 1977. Т. 233. № 3. С. 456–459.
- Петрографический кодекс СПб.: ВСЕГЕИ*, 2009. 198 с.
- Сляднев Б.И., Шаповаленко В.Н., Крикун Н.Ф. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации, 2006.
- Тарарин И.А., Дриль С.И., Сандимирова Г.П. и др.* Изотопный состав стронция, неодима и свинца в метаморфических породах Хавывенской возвышенности восточной Камчатки // *ДАН*. 2010. Т. 431. № 2. С. 238–241.
- Флеров Г.Б., Перепелов А.Б., Пузанков М.Ю. и др.* Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Ч. 1. Геология, минералогия и петрология вулканических пород // *Вулканология и сейсмология*. 2014. № 3. С. 1–21.
- Флеров Г.Б., Колосков А.В., Пузанков М.Ю. и др.* Пространственно-временные соотношения вулканических ассоциаций разной щелочности Белоголовского массива (Срединный хребет Камчатки). Ч. II. Геохимия вулканических пород и источники магм // *Вулканология и сейсмология*. 2016. № 4. С. 3–27.
- Школьник С.И., Резницкий Л.З., Беличенко В.Г. и др.* Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тункинского террейна (Байкало-Хубсугульский район) // *Геология и геофизика*. 2009. Т. 50. № 9. С. 1013–1024.
- Churikova T., Dorendorf F., Worner G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *J. Petrology*. 2001. V. 42. № 8. P. 1567–1593.
- Dorendorf F., Churikova T., Koloskov A. et al.* Late Pleistocene to Holocene activity at Bakening volcano and surrounding monogenic centers (Kamchatka): volcanic geology and geochemical evolution // *J. Volcanology and Geothermal Research*. 2000. V. 104. Iss. 1–4. P. 131–151.
- Drake M.J., Weil D.S.* Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu+2, Eu+3 and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study //

- Geochimica et Cosmochimica Acta. 1975. V. 39. Iss. 5. P. 689–712.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. // Nature. 1997. V. 385. P. 219–228.
- Kepezhinskas P., Defant M. J., Drummond M.S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60. Iss. 7. № 7. P. 1217–1229.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names // The Canadian Mineralogist. 1997. V. 35. P. 219–246.
- Marquez A., De Ignacio C. Mineralogical and geochemical constraints for the origin and evolution of magmas in Sierra Chichinautzin, Central Mexican Volcanic Belt // Lithos. 2002. V. 62. Iss. 1–2. P. 35–62.
- McBirney A.R. The Skaergaard Layered Series. Part VI. Excluded Trace Elements // J. Petrology. 2002. V. 43. № 3. P. 535–556.
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. Iss. 3–4. P. 223–253.
- Mori T., Green B.P. Laboratory duplication of phase equilibria observed in natural garnet lherzolites // J. Geology. 1978. V. 86. Iss. 1. P. 83–97.
- Pecerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rock from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 58. Iss. 1. P. 63–81.
- Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K. et al. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: Magma generation at edge of the Pacific Plate. In: Eichelberger J., Gordeev E., Kasahara I. et al., (eds) Volcanism and tectonics of the Kamchatka peninsula and adjacent arcs. Geophys Monograph Series. 2007. V. 172. P. 199–239.
- Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W. et al. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the chemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrology. 2003. V. 44. № 1. P. 113–140.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contribution to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 160. Iss. 1. P. 45–66.

FIRST DATA ON AGE, RARE-EARTH-ELEMENT AND ISOTOPIC COMPOSITION OF VOLCANIC MANIFESTATIONS WITHIN THE HEAD OF THE KIKHCHIK RIVER — MARGIN OF MIOCENE-PLIOCENE VOLCANIC BELT OF CENTRAL KAMCHATKA

A.V. Koloskov¹, D.V. Kovalenko², V.V. Ananiev¹

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS*

²*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS*

The paper presents new geological and isotope-geochemical data on rock composition from the head of the Kikhchik River, the outer NW part of Miocene-Pliocene volcanic belt of Central Kamchatka. The authors obtained age characteristics (⁴⁰K–⁴⁰Ar dates): 9.8 and 9.1 Ma for Kecheva massif and 8.3 and 7.8 Ma for Aopchi cones. New data on ages and analytical materials allow substantial updating our understanding of the rock composition from this volcanic belt as well as the beginning of volcanic activity. The authors revealed complex rocks, both completely identical to closely located volcanic manifestations (Kecheva) and abnormally enriched with Rb, Pb, Ba, Zr, Hf, Nb, U, Th and radiogenic Sr Aopchi, Kabanikha, littoral cones. The origin of these anomalous volcanites was likely caused by the partial melting of the mantle source close to the Sp- peridotite metasomatically reworked by the processes that may relate both to dehydration of the subducting oceanic plate, and by the effect from the asthenospheric diapir.

Keywords: Kikhchik, Central Kamchatka, age characteristics, volcanic belt, petrology.